



## Variations récentes du climat à géologie

Denis Thiéblemont, Manuel Garcin, Philippe Négrel, Olivier Cerdan, Gonéri  
Le Cozannet, Serge Planton

### ► To cite this version:

Denis Thiéblemont, Manuel Garcin, Philippe Négrel, Olivier Cerdan, Gonéri Le Cozannet, et al..  
Variations récentes du climat à géologie. Géosciences, 2015, N° spécial "Géosciences et Changements  
climatiques", pp. 6-17. hal-01201786

**HAL Id: hal-01201786**

**<https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-01201786>**

Submitted on 18 Sep 2015

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

La terre solide évolue en constante interaction avec l'atmosphère et le climat, qui influent profondément sur les processus d'érosion et de sédimentation. Les évolutions du climat laissent donc une trace souvent déchiffrable au sein des couches géologiques. À l'inverse, le sol et la formation des roches agissent sur le climat en affectant le cycle du carbone. Ces connaissances – qui s'enrichissent rapidement pour des périodes très récentes (moins d'une dizaine de milliers d'années) – sont essentielles pour anticiper les changements climatiques à venir.

Témoin d'un paléoclimat historique : la souche d'un conifère d'âge médiéval (1 200 ans apr. J.-C. d'après le carbone 14) à 2 360 m d'altitude dans les Alpes du Sud (lac Laramon, Briançonnais).

Photo : Thiéblemont et al., 2014.



# Variations récentes du climat et géologie

04

PALÉOCLIMATS



## Denis Thiéblemont

GÉOLOGUE  
BRGM, DIRECTION DES GÉORESSOURCES  
d.thieblemont@brgm.fr



## Manuel Garcin

INGÉNIEUR GÉOLOGUE  
BRGM, DIRECTION DES RISQUES  
ET DE LA PRÉVENTION  
m.garcin@brgm.fr



## Philippe Négrel

GÉOCHIMISTE, DIRECTEUR ADJOINT  
DES LABORATOIRES  
BRGM, DIRECTION DES LABORATOIRES  
p.negrel@brgm.fr



## Olivier Cerdan

RESPONSABLE D'UNITÉ  
BRGM, DIRECTION DES RISQUES  
ET DE LA PRÉVENTION  
o.cerdan@brgm.fr



## Gonéri Le Cozannet

INGÉNIEUR  
BRGM, DIRECTION DES RISQUES  
ET DE LA PRÉVENTION  
g.lecozannet@brgm.fr



## Serge Planton

DIRECTEUR DU GROUPE DE MÉTÉOROLOGIE  
DE GRANDE ÉCHELLE ET DU CLIMAT  
MÉTÉO-FRANCE, CNRS-GAME  
serge.planton@meteo.fr

Les gaz piégés dans les calottes glaciaires représentent une archive temporelle continue de l'évolution de la teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre, principalement le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et le méthane (CH<sub>4</sub>). Les forages des calottes antarctique et groenlandaise ont livré des carottes couvrant une durée de près de 800 000 ans et leur analyse a permis de constater que la teneur en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère actuel atteint des niveaux jamais enregistrés au cours de ces périodes [Géosciences n° 3 : Jouzel et Lorius (2006)].

Cette augmentation de la teneur en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère est attribuée à la forte hausse de la consommation d'hydrocarbures fossiles. Elle s'accompagne d'un réchauffement climatique dont l'ampleur est estimée à environ +0,8 °C depuis la deuxième moitié du XIX<sup>e</sup> siècle [GIEC<sup>(1)</sup> (2013)]. L'origine anthropique de ce phénomène est confirmée par la confrontation entre observations et résultats issus des modèles climatiques.

À l'ère de l'Anthropocène<sup>(2)</sup>, l'Homme est au cœur du phénomène, en tant que cause et unique solution. Cependant, les géosciences, notamment au travers de la paléoclimatologie, ont montré que le climat n'a cessé d'évoluer tout au long de l'histoire de la Terre [rapport n° 5 du GIEC sur les paléoclimats]. Ces études des paléoclimats peuvent concerner des échelles de temps géologiques (période de l'ordre du million d'années ou plus) ou des évolutions climatiques, lors de l'Holocène (figure 1), soit il y a moins de 12 000 ans, avec une résolution temporelle beaucoup plus fine, de l'ordre de quelques décennies à quelques centaines d'années.

(1) Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat.

(2) Terme popularisé à la fin du XX<sup>e</sup> siècle par Paul Crutzen, prix Nobel de chimie, pour désigner une nouvelle époque géologique, qui aurait débuté à la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle avec la révolution industrielle pendant laquelle l'influence de l'homme sur le système terrestre est devenue prédominante. Cette époque succéderait ainsi à l'Holocène.





▲ **Fig. 1 : Aspect des continents au dernier maximum glaciaire : couverture par les glaces et régions exposées par l'abaissement du niveau marin (en vert). L'ensemble du réseau fluvial est représenté, y compris dans les régions actuellement désertiques.**

Source : Dürr et Meybeck, *Géosciences* n° 13.

L'information sur les climats passés est donc essentielle pour une bonne compréhension et une mise en perspective des changements observés aujourd'hui. Si la priorité est à la remédiation des causes conduisant au changement climatique anthropique actuel, la société doit également réaliser que le climat est de toute façon destiné à changer, et qu'elle devra donc s'adapter.

## Le climat au cœur de la science géologique

Le climat a toujours été au cœur des préoccupations de la géologie, car son influence est majeure sur la géodynamique externe, c'est-à-dire sur les processus qui affectent les roches à proximité de la surface. Sous les climats tropicaux chauds et humides, ce sont les processus d'altération chimique par hydrolyse qui dominent [*Géosciences* n° 9 : Ricordel-Prognon *et al.* (2009)]. Sous les climats tempérés, le climat va déterminer en grande partie la nature et la densité du couvert végétal, qui conditionnera à son tour les modes et l'intensité de l'érosion. Dès le Néolithique, les sociétés humaines ont défriché des forêts pour le développement de l'agriculture, modifiant ainsi l'érosion des bassins-versants, avec des conséquences sur l'évolution des rivières et des fleuves et leurs apports sédimentaires au littoral (voir encadré).

Sous les climats glaciaires, ce sont les processus de fragmentation mécanique et d'abrasion qui dominent, tandis qu'en périphérie, dans les zones périglaciaires, des morphologies spécifiques se développent (pingos, sols polygonaux, fentes en coins, etc.), en lien avec les cycles saisonniers de gel et de dégel.

Sous les climats désertiques, qu'ils soient tropicaux ou non, la densité et la nature du couvert végétal déterminent le mode et l'intensité de l'érosion par le vent (érosion éolienne). Le seul Sahara « exporte » chaque année 100 à 200 millions de tonnes de poussières [Coudé-Gaussen (1991)], subissant par là même une « déflation » rapide.

Le climat influe sur l'érosion ; de même, il conditionne le phénomène de sédimentation. À titre d'exemple, les récifs coralliens, à l'origine de très nombreux calcaires, ne se développent à proximité de la surface de l'océan que dans certaines conditions de température, de salinité et de turbidité.

*“ La paléoclimatologie montre que les variations climatiques ont opéré à toutes les échelles de temps. ”*

## ► L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES MODALITÉS D'ÉROSION DES CONTINENTS : LE CAS DES GRANDS FLEUVES

Philippe Négrel – BRGM – Direction des laboratoires – p.négrel@brgm.fr

À l'échelle des temps géologiques, lorsque la dynamique interne de la Terre ou les conditions climatiques changent, l'altération et l'érosion sur les bassins-versants et les reliefs peuvent s'accroître, générant de grands volumes de sédiments dits « terrigènes » [Géosciences n° 9 : Rouby *et al.* (2009)]. Ceux-ci sont des enregistreurs des reliefs amonts et donc des indicateurs indirects de l'évolution tectonique et climatique [Géosciences n° 9 : Carretier (2009) ; Géosciences n° 13 : Négrel et Rigollet (2011)].

Dans ce système très réactif, la partie supérieure meuble et plus ou moins altérée du substrat rocheux constitue la zone la plus sensible, car la plus soumise à l'action de l'eau.

Toute modification du climat entraîne une réponse sur le piémont et les plaines d'inondation et, par voie de conséquence, dans les zones plus aval (marges et milieu marin) : que ce soit par une augmentation du creusement des reliefs liée à une accentuation de l'érosion dans les zones de montagnes ou la capacité de ces reliefs à stocker des sédiments. Dans le premier cas, une érosion

plus marquée amène un flux de sédiments plus important, mais en décalage temporel avec la perturbation climatique, d'où la formation de terrasses sédimentaires (« terrasses alluviales ») non synchrones de la variation climatique [Géosciences n° 9 : Carretier (2009)].

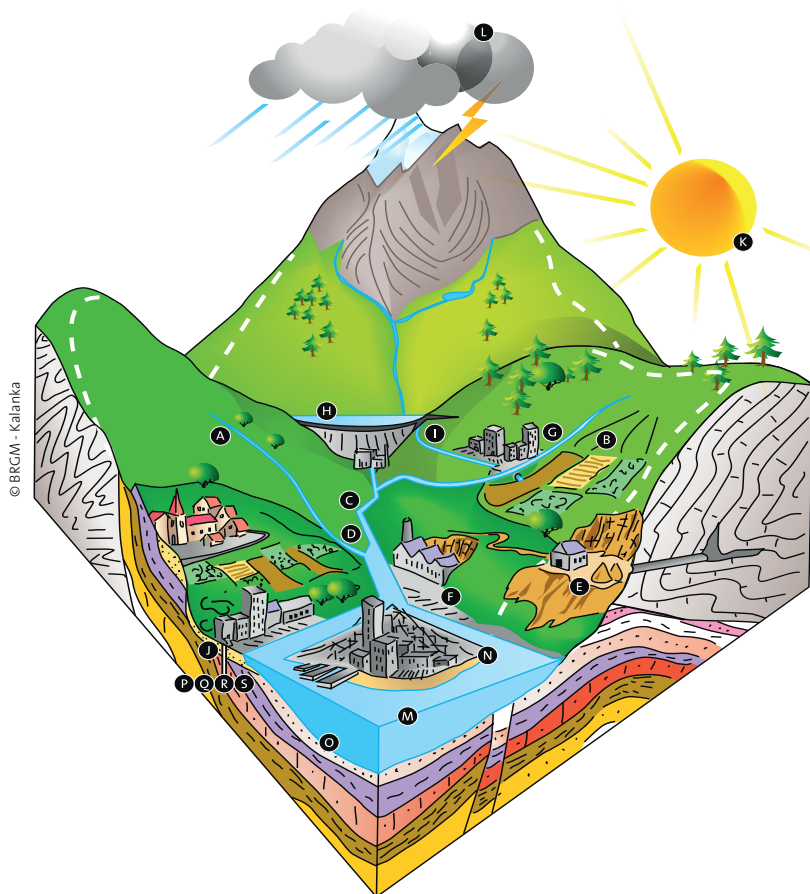
Sous des conditions climatiques différentes, la réponse des systèmes sédimentaires et des bassins-versants est donc variable. Le climat a peu d'influence sur les modalités de l'altération, mais, combiné aux mouvements liés à la déformation des plaques continentales, il est un facteur de contrôle essentiel des caractères du régithe [Géosciences n° 18 : Wyns *et al.* (2014)].

Le suivi des grands bassins fluviaux permet d'avoir accès, à une échelle régionale, aux manifestations du changement global. Leur étude permet d'étudier les processus contrôlant le carbone dans les systèmes naturels, mais également d'avoir accès à l'évolution des continents à grande échelle géographique et sur des périodes de temps récentes [Géosciences n° 9 : Gaillardet et France Lanord (2009)]. Ce sont aussi des marqueurs des

modifications anthropiques [Géosciences n° 13 : Meybeck et Dürr (2011)].

L'étude de certains grands bassins nécessite d'examiner conjointement l'érosion et l'anthropisation. Le Quaternaire, marqué par la périodicité du couple glaciation-déglaciation, a profondément marqué les paysages. Des estimations de ces conditions hydrologiques lors de périodes de débâcle indiquent des surcotes pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres au-dessus de certains lits de rivières actuels et des débits de plusieurs millions de m<sup>3</sup>/s, entraînant de gigantesques quantités de sédiments.

Dans la période industrielle, l'action de l'homme sur les cours d'eau se caractérise par deux phénomènes : les entraves sur les fleuves (barrages principalement) et les surcreusements, dans les zones aval des bassins, réalisés à des fins de navigation. Ces interventions induisent des alternances très marquées dans le régime hydrologique des cours d'eau, avec une succession de périodes de débit très faible et de périodes de crues parfois catastrophiques. ■

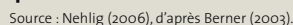


► À l'Holocène, les différents éléments des systèmes fluviaux sont connectés entre eux, assurant une régulation hydrologique, biogéochimique, morphologique et écologique depuis les têtes de bassin jusqu'à la côte.

À l'Anthropocène (figure), l'action de l'Homme modifie les systèmes fluviaux par la déforestation A, la mise en culture B, la disparition des zones humides C, l'artificialisation du cours fluvial D, les rejets miniers E, industriels F et urbains G. La connectivité est contrariée par des barrages H, les diversions d'eau pour l'irrigation I, les prélèvements excessifs dans les nappes aquifères J.

À ces effets directs s'ajoutent au XXI<sup>e</sup> siècle ceux du changement climatique mondial dont le réchauffement K, le changement des précipitations L et l'élévation du niveau marin M. Sur la côte, la rétention des sédiments dans les réservoirs H conduit à une reprise de l'érosion N et les apports de nutriments et de polluants (B, E, F, G...) à l'altération des écosystèmes côtiers O. Les eaux souterraines sont soumises à des contaminations multiples provenant des mines P, des industries Q, de l'agriculture R et de l'urbanisation S.

--- : Limites du bassin-versant.



Plus intrigant est l'existence, à certaines époques, de dépôts glaciaires généralisés, suggérant un englacement total de la Terre (*figure 3*). La principale de ces périodes, entre -850 Ma et -630 Ma a logiquement pris le nom de « Cryogénien » donnant naissance au modèle dit de « Terre boule de neige » [*Snowball Earth*, Hoffman *et al.* (1998)] qui reste aujourd'hui largement discuté. Ces périodes sont suivies par des climats beaucoup plus





**Fig. 3 : Dépôts glaciaires d'âge « cryogénien » (~ 640 millions d'années) aujourd'hui au cœur de la forêt équatoriale (Gabon). Les blocs à façonnement typiquement glaciaire sont pris dans une matrice argileuse rouge.**

Photo : J.-P. Prian.

chauds aboutissant à un changement radical de la sédimentation comme l'indique la présence de carbonates au sommet des dépôts glaciaires.

À l'opposé des temps cryogénien, des reconstitutions paléoclimatiques établies à partir de la composition isotopique de l'oxygène montrent que, sur une période d'environ 50 millions d'années, depuis le début de l'Éocène, les concentrations de CO<sub>2</sub> ont été plus de trois fois supérieures aux concentrations pré-industrielles, avec une température globale de 9 à 14 °C plus chaude et des pôles totalement déglacés [Masson-Delmotte *et al.* (2013) ; Zachos *et al.* (2008)]. Le pas de temps de ces variations, tel qu'il apparaît dans la *figure 4*, est de l'ordre de un million à une dizaine de millions d'années. Néanmoins, des périodes ont été mises en évidence durant lesquelles la température semble avoir augmenté de plus 5 °C en moins de 10 000 ans. De telles périodes font l'objet de recherches très actives en tant que modèles possibles des événements qui pourraient intervenir si le changement climatique actuel atteignait une telle ampleur. La résolution temporelle de ces reconstitutions reste limitée par les

méthodes de datation dont la précision, pour de telles époques, atteint au mieux la centaine de milliers d'années.

### Le climat au rythme glaciaire/interglaciaire

Comme le montre la *figure 4*, le Quaternaire (période dont l'âge s'étend de -2,58 millions d'années à aujourd'hui) s'inscrit dans une période de refroidissement global du climat en cours depuis plus de 50 Ma et dont il constitue la période la plus froide.

L'une des caractéristiques du Quaternaire est la succession de périodes d'expansion et de régression des calottes glaciaires (périodes dites « glaciaires » et « interglaciaires »). Ainsi le genre *Homo* a-t-il évolué sous un climat marqué par l'alternance de cycles glaciaire/interglaciaire. L'astronome serbe Milutin Milankovitch (1941) a le premier proposé une explication astronomique à cette alternance : une irrégularité de la forme elliptique de l'orbite terrestre, combinée à une oscillation de l'axe de rotation. Ces cycles, dits de

“  
L'une des caractéristiques du Quaternaire  
est la succession de périodes d'expansion  
et de régression des calottes glaciaires.”

Milankovitch, modifie de façon périodique la répartition du flux solaire à la surface de la Terre. Pour les derniers 600 000 à 800 000 ans, la durée d'un cycle glaciaire-interglaciaire était d'un peu plus de 100 000 ans. Entre -2,7 millions d'années et -700 000 ans, la durée moyenne d'un cycle n'était que de 40 000 ans (figure 5), sans que l'on en sache la raison de ce changement.

Lors du maximum de la dernière période glaciaire, il y a environ 21 000 ans, une calotte glaciaire couvrait l'ensemble de l'Europe du Nord jusqu'à une latitude d'environ 50° à 55°, tandis qu'une autre couvrait une grande partie de l'Amérique du Nord. Les glaciers alpins occupaient l'ensemble des vallées actuelles jusqu'à Lyon, atteignant une épaisseur de 1 à 2 km dans leurs parties les plus hautes. On estime qu'au plus fort de la glaciation la température moyenne à la surface du globe était de 3 à 8 °C inférieure à la température moyenne actuelle et que le niveau marin se situait 130 m plus bas qu'aujourd'hui : à titre d'exemple, la Manche était à sec [Masson-Delmotte et al. (2013) ; *Géosciences* n° 3 : Bard (2006)].

En général, les phénomènes climatiques répondent à un facteur déclenchant, dont les effets produisent

eux-mêmes des rétroactions qui vont en atténuer (rétroaction négative) ou exacerber (rétroaction positive) l'ampleur. Dans le cas des glaciations, l'albédo, ou pouvoir réfléchissant de la glace sur le rayonnement solaire, est un facteur exacerbant, car plus les surfaces sont réfléchissantes, plus l'énergie solaire est renvoyée, accentuant ainsi davantage le refroidissement. Au contraire, un réchauffement climatique induit par une augmentation de la teneur en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère tend à favoriser un développement de la végétation, d'où l'effet atténuant dû à l'augmentation du stockage biologique du CO<sub>2</sub>. Ce jeu d'interactions et de rétroactions entre les facteurs climatiques est très complexe et constitue l'une des difficultés majeures dans la projection des scénarios d'évolution du climat.

Les cycles glaciaires-interglaciaires sont un mode de variabilité majeur des climats passés. Certes, ces cycles ont des périodes de plusieurs dizaines de milliers d'années, mais les études sur l'évolution du climat durant l'interglaciaire actuel (depuis 11 700 ans) montrent que des changements climatiques rapides, parfois brusques, sont intervenus pendant cette période.

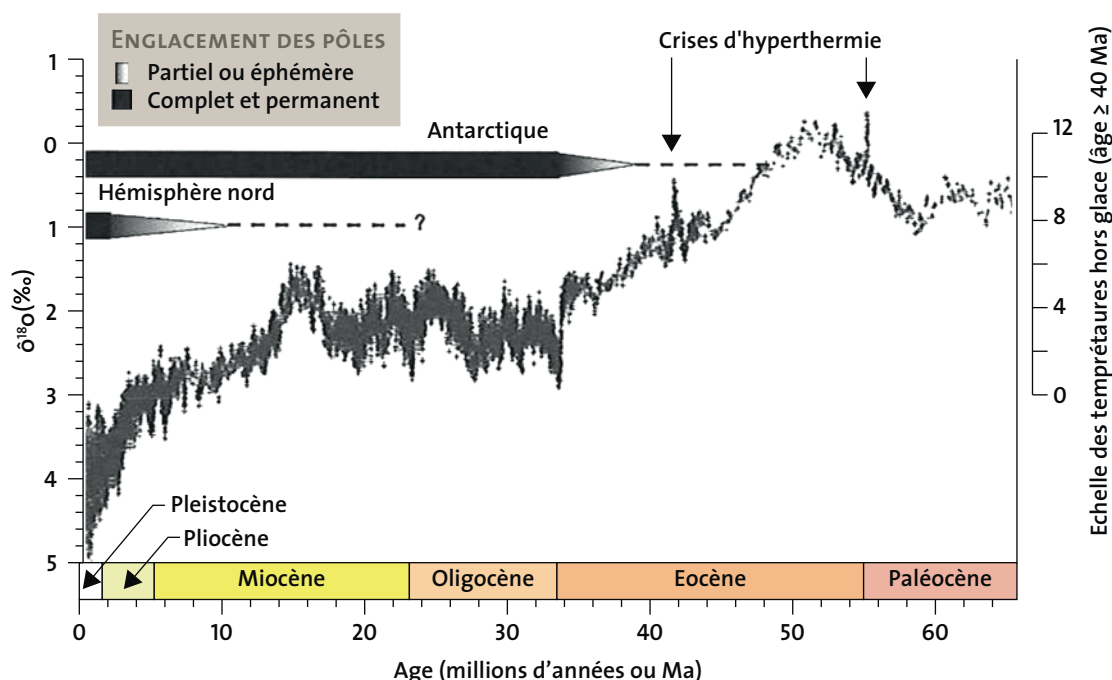


Fig. 4 : Diagramme montrant la variabilité de la composition isotopique de l'oxygène des océans au cours du Cénozoïque (~ 60 millions d'années à actuel) et la température déduite pour les périodes hors glace (échelle à gauche).  
D'après Zachos et al., 2008.



## Les changements climatiques récents d'échelle historique

Depuis une vingtaine d'années, les études paléoclimatiques sur l'Holocène se sont multipliées : les géologues et géographes ont accumulé une somme considérable de données. Parallèlement, et à la suite entre autres des travaux pionniers d'Emmanuel Le Roy Ladurie (1967), les historiens, tout comme les préhistoriens et les archéologues, ont investi le domaine. Ces travaux mettent en évidence le rôle important du climat dans l'histoire des civilisations humaines.

Outre les glaces polaires, de nombreux objets géologiques, tels que les sédiments marins, lacustres, fluviaux ou éoliens ont révélé leur aptitude à enregistrer des variations rapides des conditions climatiques. À titre d'exemple, nous pouvons citer les récifs coralliens, les végétaux ou animaux fossiles contenus dans les sédiments marins, fluviaux ou lacustres, les stalagmites (« spéléothèmes »), les encroûtements calcaires (« travertins »), les sols, etc. L'interprétation paléoclimatique de ces archives sédimentaires repose sur des méthodes classiques, comme la sédimentologie, la caractérisation des pollens fossiles (palynologie), la paléontologie et la micropaléontologie que complète une vaste panoplie d'outils modernes tels que la géochimie ou la géochimie isotopique. Dans ces travaux, les progrès des méthodes de datation (géoarchéologie) ont été décisifs, en établissant un calage temporel toujours plus précis d'objets toujours plus variés.

De nombreux objets géologiques ont révélé leur aptitude à enregistrer des variations climatiques.

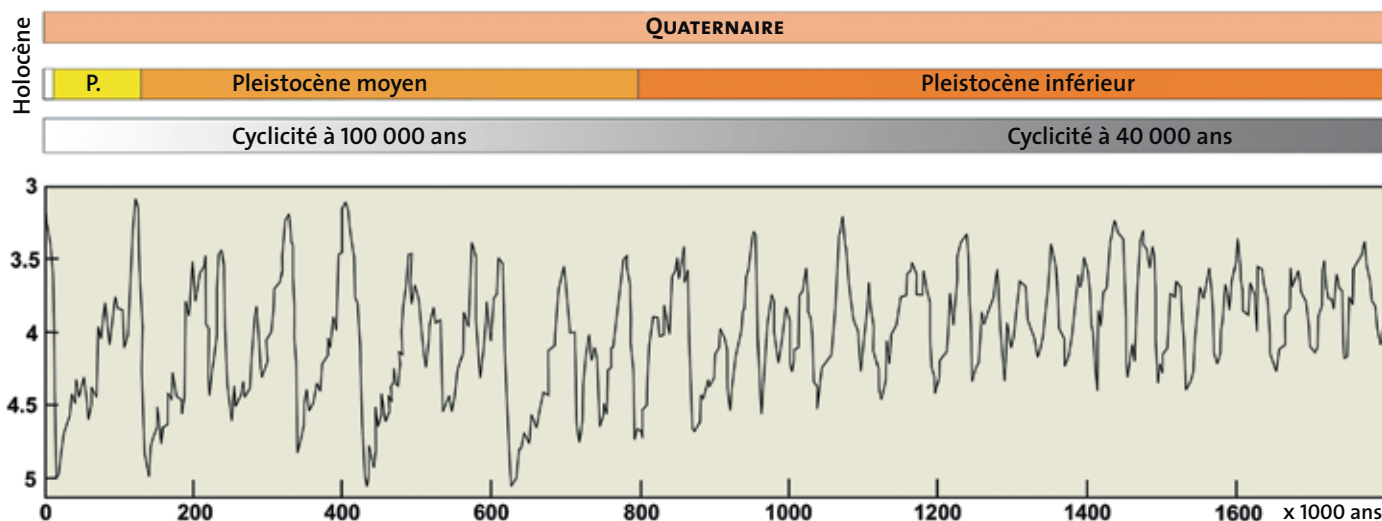
Des travaux paléoclimatiques ont été réalisés dans la plupart des régions du globe, qu'elles soient émergées ou immergées, en plaine ou en montagne, en milieu désertique ou en forêt équatoriale.

L'extension du Sahara vers le sud, qui provoque la désertification du Sahel, est fréquemment considérée comme l'une des conséquences dramatiques du changement climatique récent. Néanmoins, des variations climatiques de grande ampleur ont affecté ces régions bien avant l'époque moderne. Le travail des géologues, historiens ou préhistoriens en permet une reconstitution précise. C'est l'exemple particulièrement spectaculaire du « Sahara vert » d'il y a environ 10 000 ans. Cette région aujourd'hui désertique était beaucoup plus humide et partiellement « végétalisée ». Son assèchement, intervenu entre -6 000 et -3 000 ans, s'est probablement accompagné de déplacements de populations, notamment vers la vallée du Nil.

Un autre effet majeur de la désertification a été l'exposition de la surface terrestre à une intense érosion éolienne et l'export vers l'ouest et le nord-ouest de volumes considérables de poussières. L'effet possible de tels flux sur le climat reste à étudier de façon précise.

**Fig. 5 : Changements climatiques quaternaires d'après les variations des isotopes de l'oxygène.**

Source : Géosciences n° 9 : Guennoc et Lenôtre, 2009. (p. 48)







La vitesse de ce changement fait aujourd'hui l'objet de vifs débats, certains scientifiques allant jusqu'à proposer qu'il se soit produit en moins de 500 ans. Au-delà de la vitesse de changement, ceci nous montre que des mutations écologiques majeures d'origine strictement naturelle peuvent intervenir à des échelles historiques, induisant des effets considérables sur les populations humaines.

En Afrique centrale, des travaux menés par des géologues belges nous montrent que la forêt équatoriale, archétype de la forêt dite « primaire », n'est pas ce lieu de vie « immémorial » que beaucoup ont en tête. Dans les années 1950, ces scientifiques ont établi que, durant les derniers 100 000 ans, l'Afrique équatoriale avait subi d'importantes fluctuations climatiques, la faisant passer alternativement de la savane, voire même du désert, à la forêt humide. La période de temps de ces changements est de l'ordre de la dizaine ou de la vingtaine de milliers d'années.

Dans cette même région, des travaux menés depuis une vingtaine d'années, principalement centrés sur l'étude des pollens dans des carottes de sédiments lacustres, ont révélé une forte régression du couvert végétal il y a environ 3 000 ans, laissant envisager une importante phase d'assèchement. La quasi-contemporanéité entre cette crise environnementale et l'expansion du peuple Bantu pose un problème de cause et d'effet. Ce peuple d'agriculteurs venus d'Afrique de l'Ouest a-t-il provoqué la crise en défrichant la forêt [Bayon *et al.* (2012)] ? Ou bien a-t-il migré vers l'Afrique centrale parce que la régression de la forêt puis l'installation d'un régime climatique saisonnier y avaient recréé des conditions favorables à l'agriculture [Maley *et al.* (2012)] ? Quoi qu'il en soit, l'empreinte géologique de cette crise est spectaculaire (figure 6) et beaucoup de ces aspects sont largement inexpliqués [Thiéblemont *et al.* (2013)].

Confrontés à des résultats de modélisation des paléoclimats, tous les indices géologiques et géomorphologiques permettent de donner des éléments de réponse à des

▲  
**Fig. 6 : Empreinte géologique d'une crise climatique intervenue il y a environ 3 000 ans en Afrique centrale. Sur un talus de route, au Gabon, un substrat rocheux de teinte rose très altéré (à droite) est surmonté par une formation à blocs grossiers, puis une couche jaune très homogène déposée par le vent. Les données archéologiques et radiochronologiques montrent que ces formations se sont installées en 1 000 ans tout au plus (entre l'an 1 000 et 0 de notre ère).**

Photo : C. Rigollet.





▲ **Fig. 7 : Photographies du glacier d'Ossoue (massif du Vignemale) prises en 1911 (à gauche : photo L. Gaurier) et en 2012 (à droite : photo P. René). Le recul du glacier pyrénéen traduit le réchauffement climatique qui a affecté le dernier siècle.**

Source : Avec l'aimable autorisation de Pierre René, association Moraine.

préoccupations actuelles : à quelle vitesse un climat régional peut-il évoluer ? Quelle est la sensibilité des calottes polaires – et donc du niveau de la mer – aux variations de températures lors des périodes interglaciaires ? Et enfin : jusqu'à quel point le changement climatique actuel est-il exceptionnel ?

## Le changement climatique contemporain

C'est l'analyse des climats passés qui met en lumière le caractère exceptionnel du changement climatique récent. Selon le dernier rapport du GIEC (2013), le réchauffement du système climatique depuis les années 1950 est sans équivoque et sans précédent depuis des décennies, voire des millénaires. Ce réchauffement se traduit d'abord par une augmentation de la température moyenne planétaire d'environ 0,8 °C entre la moyenne de la période 1850-1900 et celle de la période 2003-2012. Il est cohérent avec d'autres tendances observées dans l'océan et la cryosphère <sup>(3)</sup> (figure 8) : réchauffement de l'océan superficiel, élévation du niveau de la mer, réduction de la couverture neigeuse au printemps et réduction de la surface et de l'épaisseur de la banquise arctique, en particulier en été. Ces tendances

sont aussi cohérentes avec la fonte des glaciers de montagne (figure 7) et des parties les plus instables des calottes groenlandaises et antarctiques. Avec l'effet de dilatation thermique des océans, ce sont les principales causes de l'élévation du niveau de la mer depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. Il faut aussi noter que ce réchauffement s'accompagne, à l'échelle planétaire, d'une modification du cycle de l'eau (avec notamment une augmentation des précipitations), d'une augmentation du nombre d'épisodes chauds et d'une diminution du nombre d'épisodes froids [Planton *et al.* (2015)].

Mais, à la différence de la plupart des changements climatiques passés, l'origine du changement climatique récent n'est pas naturelle : elle est principalement due aux émissions de gaz à effet de serre provoqués par les activités humaines. De plus, les changements observés sont spectaculaires : jamais les niveaux de CO<sub>2</sub> actuels n'ont été enregistrés dans les 800 000 ans d'archives climatiques analysés [Géosciences n° 3 : Jouzel et Lorius (2006)] ; l'augmentation des concentrations atmosphériques de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> n'a sans doute jamais été aussi rapide depuis le dernier maximum glaciaire. Or ces gaz ont la propriété de réchauffer l'atmosphère par effet de serre et les simulations du climat récent montrent qu'il est nécessaire de prendre en compte l'augmentation récente de leurs concentrations pour reproduire l'évolution observée de la température depuis 1950.

(3) La cryosphère désigne les parties du système terre où l'eau est présente sous sa forme solide (ex : calottes polaires, glaciers, etc.).

Sur la base d'une confrontation entre les résultats des modèles et les observations de la température dans les différentes régions de la planète, le GIEC conclut qu'il est extrêmement probable que le réchauffement, depuis la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle, soit essentiellement attribuable aux activités humaines. Les effets anthropiques ont aussi été détectés, notamment sur l'évolution du profil de température dans l'atmosphère, l'évolution du cycle de l'eau (évapotranspiration à la surface des continents), le réchauffement de l'océan superficiel, la salinité ou encore la fonte de la banquise arctique, des glaciers et de la neige (figure 9).

La géologie contribue très activement à l'amélioration des connaissances sur le changement climatique en cours. Deux exemples sont présentés ci-dessous : la question de l'estimation du niveau marin et celle du rôle des sols.

## L'estimation du niveau marin

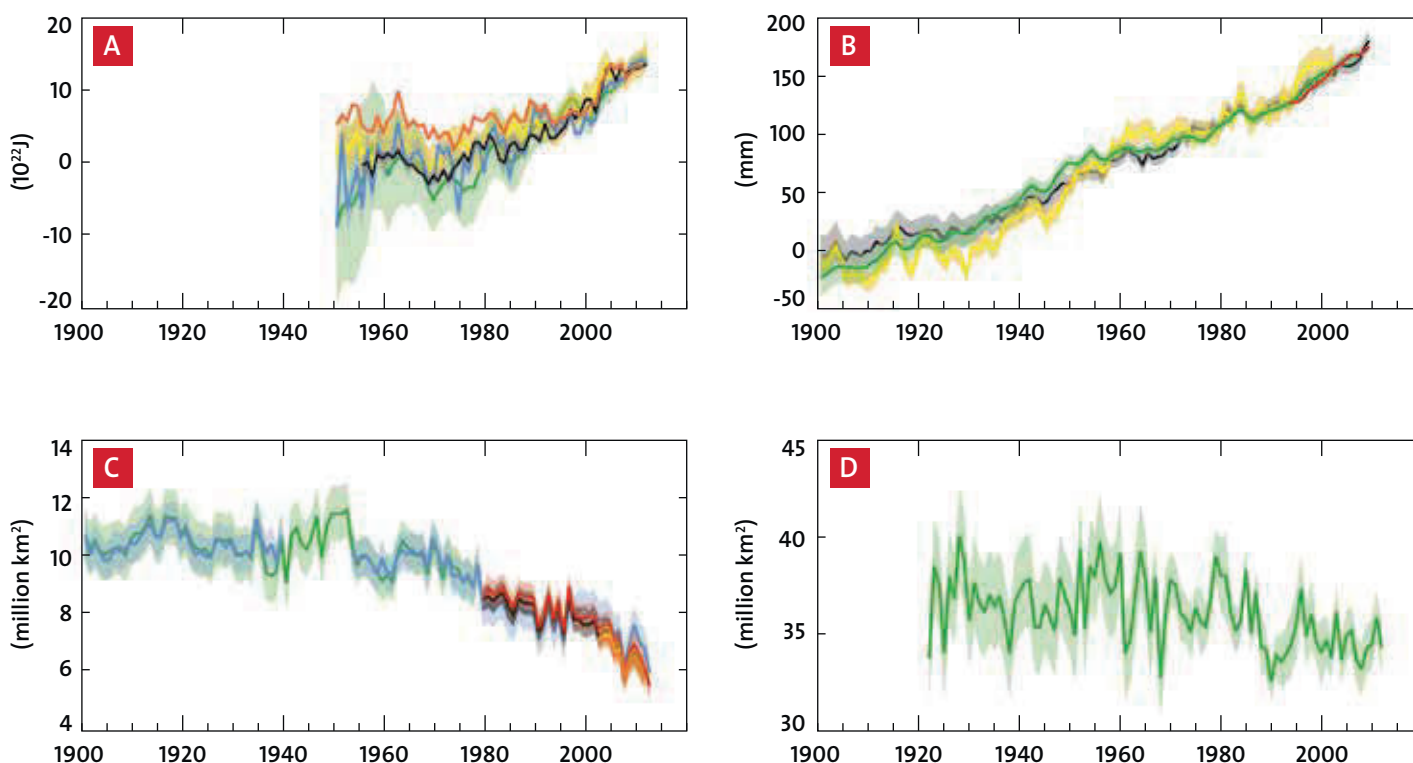
En matière de « diagnostic », l'exemple des marégraphes est particulièrement intéressant. Avant 1993 et l'ère des satellites altimétriques, la seule information disponible pour évaluer les variations du niveau marin provenait des marégraphes. Ces instruments fournissent des mesures ponctuelles, dont on peut déduire une élévation

du niveau marin comprise entre 15 et 20 cm depuis 1870. Or, les marégraphes, en fonction de leur position géographique et du substrat géologique sur lequel ils sont établis, peuvent être affectés par des mouvements verticaux, ce qui induit un biais dans les mesures.

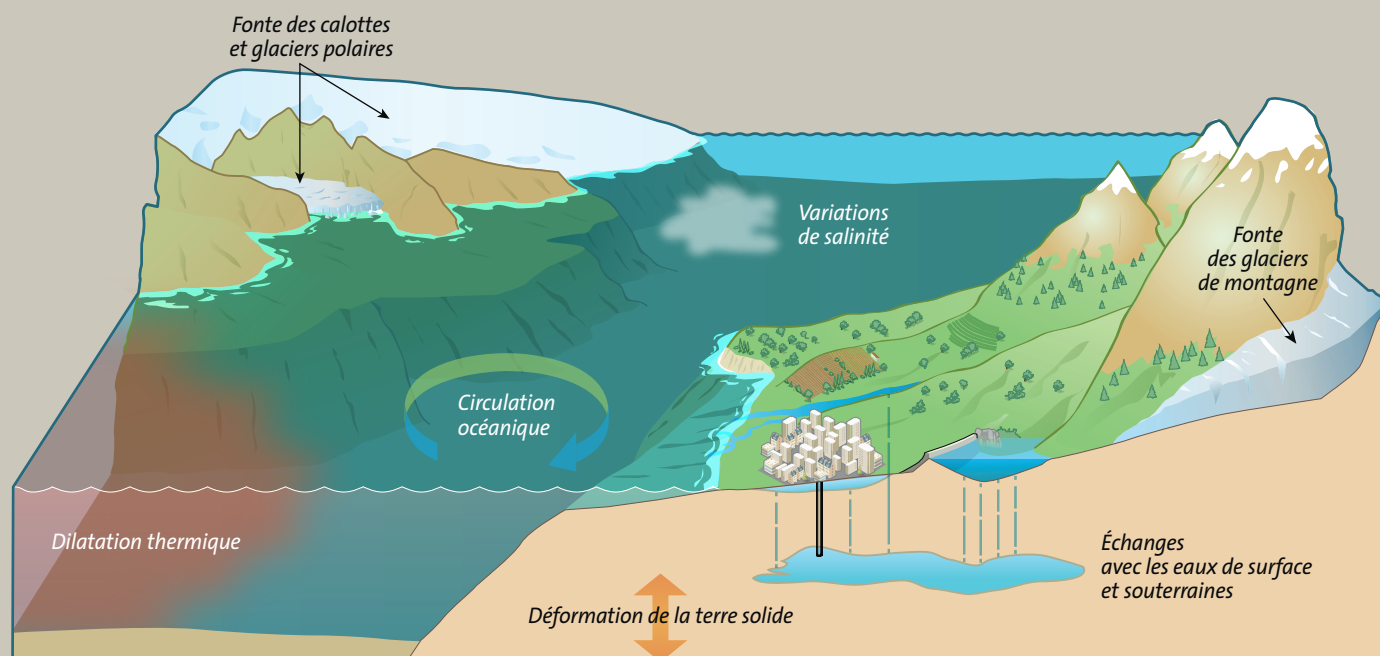
Pour réduire cette incertitude, il convient d'étudier précisément le contexte géologique au voisinage des marégraphes et, particulièrement, la déformation des sols. Pour cela, le géologue utilise soit des techniques de géodésie, telles que la comparaison de données de nivellement [Géosciences n° 9 : Guennoc et Lenôtre (2009)], soit les mesures altimétriques par GPS permanents, soit enfin l'interférométrie radar [Géosciences n° 17 : Raucoles *et al.* (2013)]. Ces techniques permettent de caractériser les mouvements verticaux s'ils existent et ainsi d'identifier les marégraphes fiables pour l'étude de l'élévation du niveau de la mer. En prenant en compte les mouvements verticaux du sol, Wöppelmann *et al.* (2014) estiment une élévation du niveau de la mer de  $1,5 \pm 0,5$  mm/an pour le XX<sup>e</sup> siècle. Cette valeur, inférieure au 1,8 mm/an obtenu en effectuant de simples moyennes par région océanographique, est cohérente avec les estimations provenant des différentes contributions à l'élévation du niveau de la mer (expansion thermique et fonte des glaces notamment). En poursuivant les efforts de numérisation des données marégraphiques

**Fig. 8 : Différents indicateurs observés des évolutions du climat du globe :**  
**A) moyenne globale du contenu thermique de l'océan superficiel (0-700 m) ;**  
**B) niveau moyen des mers ;**  
**C) étendue moyenne de la banquise arctique en été ;**  
**D) étendue moyenne du manteau neigeux de l'hémisphère Nord au printemps.**

D'après la figure SPM 3 du rapport du GIEC (2013).







anciennes et de caractérisation du contexte géologique local, on vise ainsi à réduire les incertitudes affectant notre estimation de l'élévation du niveau de la mer, afin par exemple de mieux comprendre ses effets sur le littoral (voir article de Le Cozannet et al., ce numéro).

## Les sols

Comme le niveau marin, les sols sont un enjeu sociétal que la réflexion sur le changement climatique actuel a placé « sur le devant de la scène ». Là encore, le géologue, en l'occurrence le pédologue, participe à la fois au diagnostic et à la remédiation.

Grâce à de nombreuses études, la perception des effets de l'érosion sur les cycles biogéochimiques globaux a fortement évolué [Van Oost et al. (2012)]. L'importance du sol comme réservoir de nutriments et de carbone est désormais unanimement reconnue. À l'échelle globale, la matière organique du sol contient trois fois plus de carbone que l'atmosphère ou la végétation terrestre. Le stock de carbone organique d'un sol varie en fonction des apports par la végétation et du temps de résidence du carbone dans le sol : les deux dépendant plus ou moins directement de l'activité humaine. Ainsi, les sols des agro-écosystèmes auraient perdu plus de 50 milliards de tonnes de carbone depuis les débuts de l'agriculture, principalement dans les horizons superficiels [Lal (2004)]. En profondeur (50 cm et plus), le carbone organique demeure plus longtemps : le temps de résidence du

carbone dans l'horizon profond d'un sol de prairie peut atteindre des siècles, voire des millénaires [Fontaine et al. (2007)]. Cependant, même s'il y a eu une accumulation de carbone dans les sols de nombreux écosystèmes au cours des millénaires, il est généralement considéré que la capacité d'accumulation du sol est limitée et que le stockage de carbone est réversible [Lal (2004)]. Des facteurs comme le travail du sol, la dégradation de la végétation, le feu, l'érosion, et le déficit hydrique peuvent tous mener à une perte rapide de carbone organique.

Des variations des flux de carbone entrants et sortants via la matière organique du sol, même limités au regard de l'énorme quantité du carbone total des sols terrestres, peuvent donc avoir des effets importants sur le bilan global du carbone et, par là, sur l'effet de serre à l'échelle planétaire [Géosciences n° 18 : Soussana (2014)]. Plusieurs études ont ainsi montré l'importance des mouvements gravitaires de carbone entre le sol et les zones de sédimentation [Géosciences n° 18 : Cerdan

**Fig. 9 : Les différentes causes de l'élévation du niveau de la mer.**

Source : Géosciences n° 17 : Raucoules et al., 2013.

*L'importance du sol comme réservoir de nutriments et de carbone est désormais unanimement reconnue.*

À l'échelle globale,  
les sols contiennent trois fois plus  
de carbone que l'atmosphère  
ou la végétation terrestre.

et Le Bissonnais (2014)]. Il en ressort, par exemple, que les paysages soumis à l'érosion peuvent stocker davantage (10 %) de carbone, du fait des processus de sédimentation et d'enfouissement, que les paysages sans érosion. Une première estimation de la capture de carbone par sédimentation dans les bassins-versants et dans les plaines d'inondation se situe entre 0,5 et 1,5 GtC/an (1 GtC = 1 milliard de tonnes de carbone). Ces chiffres sont issus de la différence entre les taux d'érosion continentaux (50-150 GtC/an) (Wilkinson et McElroy, 2007) et les taux d'export de sédiment des fleuves aux océans (12,6 Gt/an) [Syvitski *et al.* (2005)], qui sont multipliés par une concentration moyenne en carbone des sédiments érodés et exportés (environ 1 %) [Aufdenkampe *et al.* (2011)].

Ce rôle clé du sol dans le bilan du carbone et son utilisation dans la lutte contre le réchauffement climatique semblent désormais bien admis par les pouvoirs publics. Le ministère de l'Agriculture français annonçait ainsi le 17 mars 2015 le lancement du projet de recherche 4/1 000, reprenant l'intervention d'un pédologue français qui annonçait qu'une augmentation de 4/1 000 de la teneur en matière organique des sols à l'échelle globale suffirait pour stocker les émissions de CO<sub>2</sub> anthropiques. L'annonce est plus conceptuelle que directement opérationnelle, elle a néanmoins le mérite de dépasser la simple exigence de « préservation des sols », en stimulant leur étude et en ouvrant la voie à une diversification de leur usage.

## Conclusion

L'étude des changements climatiques actuels et passés requiert l'intervention de nombreuses disciplines : climatologie bien sûr, mais aussi glaciologie, océanologie ou encore géophysique et géologie. Ce besoin de multidisciplinarité est évident lorsque l'on considère les multiples champs de recherche couverts par les rapports du GIEC. Dans cet article, nous nous sommes intéressés aux apports de la géologie, en montrant qu'elle ne portait pas seulement sur des périodes de temps longues (échelle dite des « temps géologiques »), mais qu'elle pouvait également apporter des enseignements sur des changements rapides, relativement récents. Cette contribution de la géologie se prolonge naturellement dans l'étude de plusieurs effets du changement climatique actuel (voir Le Cozannet *et al.*, *ce numéro*), mais aussi – et de manière probablement plus décisive encore – dans les domaines de la mitigation du changement climatique et de l'élaboration de nouvelles démarches pour limiter la concentration en gaz à effets de serre dans l'atmosphère (voir Czernichowski-Lauriol *et al.*, *ce numéro*). ■

**Bibliographie :** Aufdenkampe A.K. *et al.* (2011) – Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Front. Ecol. Environ.*, 9, 23-30. Bard E. (2006) – Variations climatiques naturelles et anthropiques. *Géosciences* n° 3, 30-35. Bayon G. *et al.* (2012) – Intensifying weathering and land use in Iron Age Africa. *Science*, 335, 1219-1222. Berner R.A. (2003) – The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. *Nature*, 426, 323-326. Carretier S. (2009) – Dynamique d'évolution géomorphologique : quand la montagne respire avec son piémont. *Géosciences* n° 9, 26-31. Cerdan O., Le Bissonnais Y. (2014) – Vulnérabilité des sols face aux risques naturels et anthropiques : érosion et risques gravitaires. *Géosciences* n° 18, 32-39. Coudé-Gaussen G. (1991) – Les poussières sahariennes. John Libbey Eurotext. Fontaine S. *et al.* (2007) – Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 450, 277-310. Gaillardet J., France Lanord C. (2009) – Rivières et fleuves : acteurs de la dynamique planétaire et du changement global. *Géosciences* n° 9, 64-71. GIEC (2013) – Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Stocker *et al.*, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 1535 p. Disponible à l'adresse : <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/> [consulté le 13 septembre 2014]. Guennoc P., Lenôtre N. (2009) – Évolution des côtes françaises aux rythmes des mouvements verticaux. *Géosciences* n° 9, 46-55. Hoffman P.F. *et al.* (1998) – A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281, 1342-1346. Jouzel J., Lorius C. (2006) – Paleoclimates from ice-cores. *Géosciences* n° 3, 18-23. Lal R. (2004) – Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 304 (5677), 1623-1627. Le Roy Ladurie E. (1967) – Histoire du climat depuis l'an mil. Paris : Flammarion, 377 p. Maley J. *et al.* (2012) – Comment on « Intensifying weathering and land use in iron age Central Africa ». *Science*, 337, 6098. Masson-Delmotte V. *et al.* (2013) – Rapport IPCC AR5 WGI Ch5. Information from Paleoclimate Archives, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 383-464, doi: 10.1017/CBO9781107415324.026. Meybeck M., Dürr H. (2011) – Les grands systèmes fluviaux de l'Holocène à l'Anthropocène, indicateurs des changements globaux. *Géosciences* n° 13, 72-81. Négrel Ph., Rigollet C. (2011) – Dynamique de l'eau : de l'érosion à la sédimentation. *Géosciences* n° 13, 64-71. Nehlig P. (2006) – Que nous disent les archives géologiques du CO<sub>2</sub> et du climat ? *Géosciences* n° 3, 6-11. Planton S. *et al.* (2015) – Évolution du climat depuis 1850. *La Météorologie*, 88, 48-55. Raucoules D. *et al.* (2013) – Subsidence et élévation du niveau marin dans les villes côtières : apports de l'interférométrie radar satellitaire. *Géosciences* n° 17, 46-53. Ricordel-Prognon C. *et al.* (2009) – Les altérites : l'épiderme de la terre. *Géosciences* n° 9, 56-63. Rouby D. *et al.* (2009) – Les flux sédimentaires, témoins de l'évolution des reliefs des marges continentales. *Géosciences* n° 9, 18-25. Syvitski J.P.M. *et al.* (2005) – Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308, 376-380. Soussana J.F. (2014) – Le rôle des sols dans le cycle du carbone. *Géosciences* n° 18, 32-39. Thiéblemont D. *et al.* (2013) – Geochronological arguments for a close relationship between surface formation profiles and environmental crisis (c. 3 000–2 000 BP) in Gabon (Central Africa). *C.R. Geosci.*, 345, 272-283. Thiéblemont D. *et al.* (2014) – Un conifère fossile d'âge médiéval (1160–1260 Cal. AD) au bord du lac Laramon, altitude 2 359 m (vallée de la Clarée, Briançonnais, Hautes-Alpes). *Quaternaire*, 25, 45-48. Wöppelmann G. *et al.* (2014) – Evidence for a differential sea level rise between hemispheres over the twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1639-1643, doi: 10.1002/2013GL059039. van Oost K. *et al.* (2012) – Legacy of human-induced C erosion and burial on soil-atmosphere C exchange. *PNAS*, 109, 19492-19497. Wilkinson B.H., McElroy B.J. (2007) – The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 119, 140-156. Wyns R. *et al.* (2014) – Régolithe et sols : l'interface entre lithosphère et atmosphère. *Géosciences* n° 18, 8-15. Zachos J.C. *et al.* (2008) – An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, 279-283.